

專 論

利用連續落水頭入滲推估不同深度之土壤
水力傳導係數之研究

**Study of Using Multi-Step Falling-Head Infiltration to
Estimate Hydraulic Conductivity at Various Depths**

國立成功大學資源工程學系
博士班研究生
原子能委員會核能研究所
助理研發師

陳 建 泰

Chien-Tai Chen

國立成功大學資源工程學系
副教授

涂 國 錦*

Kuo-Chin Hsu

摘 要

傳統入滲試驗方法主要量測獲得單一深度下之均質土壤飽和水力傳導係數(K_s)，本研究提出之連續落水頭入滲試驗(MSFIT)，只需要在欲觀測深度下埋設含水量計即可估測不同深度下之水力傳導係數。模式以一維飽和垂直水流之落水頭入滲理論為基礎，延伸推導獲得連續落水頭入滲解析解，落水頭試驗次數與地表積蓄水位變化量將決定連續落水頭入滲模式之解析度。連續落水頭入滲模式亦應用於三組獨立之砂箱試驗，結果顯示連續落水頭入滲模式估測之水力傳導係數值與 12 個採樣分析所得之值相近，且模式所得之分層水力傳導係數結果亦與砂箱設計呈現出相同之遞減趨勢。本研究提出之連續落水頭入滲模式不僅操作簡單，亦可有效推估獲得不同深度之一維飽和垂直水流之力傳導係數值。

關鍵詞：連續落水頭入滲試驗，水力傳導係數。

ABSTRACT

Most infiltration methods measure the saturated hydraulic conductivity (K_s) of the unsaturated zone at only one depth at or near the surface. The proposed model is extended the falling-head infiltration theory to a multi-step falling-head infiltration test (MSFIT) for estimating K_s at various depths in a one-dimensional saturated vertical flow

*通訊作者，國立成功大學資源工程學系副教授，70101 台南市東區大學路 1 號，Hkchsu@mail.ncku.edu.tw

domain. Water content sensors at various depths are required to add to the MSFIT. The resolution of the MSFIT is determined by the number of steps and the change of the ponded water head. The MSFIT is performed in three independent laboratory two-layer sand columns. The estimated hydraulic conductivity shows a consistent decrease in three independent laboratory sand column tests and is in agreement with the value obtained from twelve core samples using the constant-head method. The proposed MSFIT is simple, flexible, and versatile for obtaining hydraulic conductivity at various depths for one-dimensional saturated vertical flow domains.

Keywords: Multi-step falling-head infiltration test, Hydraulic conductivity.

一、前言

土壤飽和水力傳導係數(hydraulic conductivity, K_s)為一重要之土壤特性參數，其顯著地控制著土壤入滲水流速度、地表逕流量、殺蟲劑於農地之入滲、土地淋洗效率與污染物運移之過程。土壤飽和水力傳導係數之獲得可利用土壤特性間接推估，例如以粒徑分析結果推估水力傳導係數值，然而 K_s 值之大小受到土壤孔隙空間分佈之影響而與實際情況相異。因此， K_s 值之決定仍以直接量測較為恰當。直接量測 K_s 值可分為室內試驗與現地試驗，室內試驗需至現地採取土壤樣品，保存帶回實驗室進行室內土壤透水試驗，若取樣地點土壤中含有大量石頭顆粒、林地及因乾燥產生裂隙之情形，採樣與樣品保存將有所困難；此外，採樣過程中亦可能因人為因素造成土樣嚴重擾動而改變原有之土壤之水力傳導係數值，因此採樣分析結果通常不會與現地試驗結果一致(Mailloux *et al.*, 2003)。

現地直接量測水力傳導係數值可將土壤擾動程度減至最低。現地直接量測淺層土壤飽和水力傳導係數之方法如張力入滲儀法(tension infiltrometer method)、雙環入滲儀法(ring infiltrometers)與定水頭井滲透儀法(constant head well permeameter method)等，上述現地量測法中，雙環入滲為最常使用之方法(陳進發，2002)。雙環試驗之原理係維持內外環水位為定水頭高度，由於內環相接之垂直界面上同時有內外環水流向下入滲，此邊界處並無橫向水流通過，內環

水流將視為一維飽和垂直入滲。若淺層孔隙介質透水性高，現場定水頭將不易維持，且進行定水頭雙環入滲時需長時間供水至入滲率穩定為止，因而需要極大的用水量，但現地環境水源汲取往往較為困難且短缺，以致於定水頭雙環入滲試驗應用將有所受限與不便。諸多研究顯示短時間之非穩態流(transient flow)入滲模式亦可用於推估飽和水力傳導係數值(Elrick *et al.*, 1995; Odell *et al.*, 1998; Bagarello *et al.*, 2004; Zeleke and Si, 2005)，然而只能獲得淺層單一飽和水力傳導係數值，無法顯示出土壤垂直剖面異質性之分佈。

現地調查水力傳導係數異質性分布主要藉由逐步挖除地表土壤，配合土壤採樣分析或傳統入滲試驗方法，進而獲得層狀之水力傳導係數；然而試驗過程不僅費時且不免破壞現場而造成擾動，此過程為污染場址調查所不樂見的。因此，如何有效率地量測土壤特性參數之異質性分布，仍為土壤物理極需克服之挑戰。

二、文獻回顧

具物理基礎之非穩態流入滲解析模式常應用於推估水力傳導係數值，藉由求解定水頭邊界條件下之解理查方程式(Richards' equation)所得之非穩態流入滲解析解(analytical solution)及半解析解(semi-analytical solution)已有諸多學者提出(Philip, 1957, 1987; Swartzendruber, 1987; Parlange, 1971; Haverkamp *et al.*, 1990)。潮濕鋒模式常用以描述入滲過程之土壤含水量分布情況，其模式概念已廣範應用至許多實際問題(Struthers *et al.*,

2006)。潮濕鋒模式存在多種不同複雜程度之形式，其中最簡單之方形波法(square wave approach)主要將潮濕鋒面分布視為矩形分布，於矩形鋒面範圍內含水量為飽和，當越過潮濕鋒範圍外其含水量分布為階梯函數驟降為初始含水量(Green and Ampt, 1911; Ogden and Saghafian, 1997)。運動波法(kinematical wave approach)將潮濕鋒面含水量分布模擬為逐步遞減形式，潮濕鋒面尾端受排水乾燥程度而有所影響(Charbeneau and Asgian, 1991)。擴散法(diffusion approach)則將潮濕鋒面含水量分布視為平緩變化(Corradini *et al.*, 1994)。上述潮濕鋒模式方法中，矩形潮濕鋒模式由於概念簡單，因此普遍應用於描述入滲水流運移過程之用。

Green-Ampt (1911)首先提出一簡單之物理入滲模式，其假設入滲水流產生之潮濕鋒面運移為階梯函數分布，由於 Green-Ampt 模式概念簡單，因此廣範地應用於解決諸多工程問題。考慮定水頭邊界條件之 Green-Ampt 潮濕鋒模式常應用於現地試驗中(Fallow *et al.*, 1994; Elrick *et al.*, 1995, 2002; Bagarello *et al.*, 2004; Zeleke and Si, 2005)，其定水頭邊界解析模式亦廣範應用於入滲過程描述、入滲率之推估與土壤特性參數之定量(Philip, 1992a; Guyonnet *et al.*, 2000; Warrick, 2003; Liu *et al.*, 2008; Kacimov *et al.*, 2010)。Green-Ampt 潮濕鋒解析模式亦延伸至描述非均質層狀剖面與地表結殼條件時之入滲過程；Childs and Bybordi (1969)推導出之定水頭 Green-Ampt 入滲解析模式即可用於描述多層土壤剖面分布之入滲過程。Fok (1970), Moore (1981)與 Flerchinger *et al.* (1988)等學者亦修改定水頭入滲模式以推求層狀土壤系統之入滲率。Green-Ampt 潮濕鋒解析模型優點主要在於模式中只需定量兩個土壤特性參數後即可使用，因此廣範應用於現地試驗中(Philip, 1992b; Loaiciga, 2007)。

雖然 Green-Ampt 定水頭相關入滲模式已發展出諸多型式，但若是在廢棄處置場、礦堆場或是粗質地之地質環境下，定水頭入滲試驗將會因入滲水流快速逸失而難以維持固定水頭高度。對於高透水性之場址，Philip (1992a)提出之非穩

態流落水頭入滲模式為另一選擇，其入滲解析型式與 Green-Ampt 定水頭入滲模式相似，可用以推估落水頭邊界條件下之入滲率與均質土壤之水力傳導係數。落水頭模式亦被修改應用於多種實際情況，例如 Philip (1992b)考慮土壤表面之蒸發量而修改其落水頭入滲模式；之後 Philip (1993)以定流量及變流量邊界延伸落水頭入滲解析模式。直至最近，Bagarello *et al.* (2004)假設矩形水力傳導係數函數發展一簡化之落水頭入滲試驗模式以推估水力傳導係數值；Zeleke and Si (2005)利用落水頭入滲模式反算估測現地水力傳導係數與宏觀毛細長度尺度值(macroscopic capillary length scale)。

儘管 Philip 落水頭模式已發展應用至處理多種實際問題，但現存之落水頭入滲理論仍只能適用於均質土壤條件；自然界中土壤剖面分布明顯呈現出空間不連續性，發展可用以描述異質性土壤參數特性之模式為必要的。本研究以 Philip 落水頭入滲模式為基礎，推導延伸至連續落水頭入滲模式，為調查模式是否可有效推估不同深度之飽和水力傳導係數，本研究設計雙層材質分布之砂箱系統，將連續落水頭入滲模式應用在雙層材質分布之砂箱試驗中，藉以說明及驗證模式之可行性。本研究提出之連續落水頭入滲模式，只需埋設含水量計，即可用以估測不同深度下土壤剖面分層之水力傳導係數值。

三、研究理論及方法

3.1 Philip 單次落水頭入滲理論

根據 Philip (1992a)提出之落水頭入滲理論，其將土體假設為均勻介質(homogeneous)，且入滲過程產生之含水量分布為階梯函數(step function)形式，推導獲得一維飽和垂直水流之潮濕鋒深度與時間之關係式。圖 1 中 D_{01} 表示第一次落水頭入滲試驗初始($t_1 = 0$)水位高度； Z_1 為地表積蓄水經過 $t_1 > 0$ 時間下降至 D_1 高度後產生之潮濕鋒深度；潮濕鋒範圍內土壤含水量皆視為飽和含水量 θ_{s1} ，潮濕鋒範圍外之土壤初始含水量為 θ_{i1} ，含水量變化量表示為 $\Delta\theta_1 = \theta_{s1} - \theta_{i1}$ ； C_1 表潮濕鋒前緣之土壤壓力水頭(soil matric

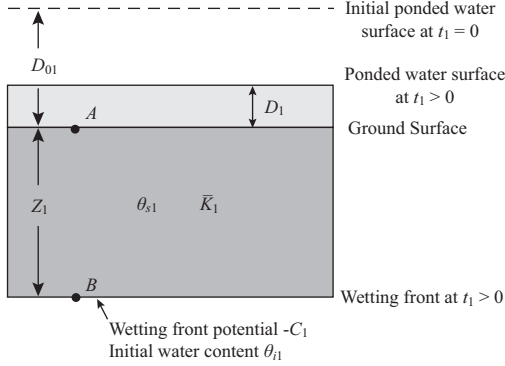


圖 1 單次落水頭入滲試驗模式示意圖(修改自 Philip, 1992a)

pressure head): $\bar{K}_1$ 則代表潮濕鋒範圍之飽和水力傳導係數。 A 點為地表, B 點為潮濕鋒面位置, 以潮濕鋒位置為基準面, 其總水頭高度在 A 與 B 點分別表示為 H_A 及 H_B :

$$H_A = Z_1 + D_{01} - \Delta\theta_1 Z_1 \quad (1)$$

$$H_B = -C_1 \quad (2)$$

A 、 B 兩點間之水力梯度(hydraulic gradient) $\frac{\Delta H}{\Delta Z}$ 可表示為:

$$\frac{\Delta H}{\Delta Z} = 1 - \Delta\theta_1 + \frac{C_1 + D_{01}}{Z_1} \quad (3)$$

根據達西定律, 入滲速率 i 與潮濕鋒運移深度 Z_1 可改寫表示為線性方程式型態:

$$i = \Delta\theta_1 \frac{\Delta Z_1}{\Delta t_1} = \bar{K}_1 \left(1 - \Delta\theta_1 + \frac{C_1 + D_{01}}{Z_1} \right) = A_1 + \frac{B_1}{Z_1} \quad (4)$$

式(4)中 $A_1 = \bar{K}_1(1 - \Delta\theta_1)$ 與 $B_1 = \bar{K}_1(C_1 + D_{01})$ 表示第一次落水頭入滲潮濕鋒範圍內之土壤特性常數。若地表積蓄水高度保持不變, 式(1)中之 $\Delta\theta_1 Z_1$ 項次可予以消除不考慮, 如此式(4)則回復為 Green-Ampt 定水頭入滲模式型態(Childs and Bybord, 1969)。式(4)中 A_1 與 B_1 共有三個未知參數, 分別為 $\bar{K}_1$ 、 $\Delta\theta_1$ 與 C_1 , 其中初始含水量與飽和含水量之差值可藉由埋設含水量計直接量測獲得, 亦可由土壤採樣分析量測。由於模

式假設含水量分布為階梯函數型態, 當得知含水量變化量, 潮濕鋒於任意入滲時間 $t_1 > 0$ 下之運移深度可由地表積蓄水位之變化量關係式 $Z_1 = (D_{01} - D_1) / \Delta\theta_1$ 計算獲得。任意時間 $t_1 > 0$ 之入滲率則由地表積蓄水位變化量 $(D_{01} - D_1) / t_1$ 關係式量測獲得; 當各入滲時間點下之入滲率與潮濕鋒運移深度皆求得時, 利用繪製入滲率 i 與潮濕鋒運移深度倒數 $1/Z_1$ 關係, 並以線性迴歸分析估測所得之截距與斜率即分別代表土壤特性常數之 A_1 、 B_1 值, 此時水力傳導數值 $\bar{K}_1$ 與潮濕鋒前緣之土壤壓力水頭值 C_1 則可由 $\bar{K}_1 = A_1 / (1 - \Delta\theta_1)$ 與 $C_1 = (B_1 / \bar{K}_1) - D_{01}$ 兩關係式分別計算求得。

3.2 連續落水頭入滲理論

本研究以 Philip 入滲理論為基礎, 推導延伸至多次連續落水頭入滲模式, 可用於估測異質場之土壤水力傳導係數值。當第一次落水頭入滲地表積蓄水位尚未降至零水位面之過程中, 可於任意時間點下瞬間注水以進行第二次落水頭試驗, 即試驗過程中地表積蓄水不可間斷。圖 2 為第二次落水頭入滲模式示意圖, 其中 D_{02} ($t_2 = 0$) 為落水頭入滲試驗系列中第二次注水之地表積蓄水位初始高度; Z_1 表示第一次落水頭試驗過程產生之潮濕鋒運移深度; 於第二次落水頭入滲過程中, 地表積蓄水位高度經 $t_2 > 0$ 之時間下降至 D_2 之位置, 水流入滲至土壤中產生之潮濕鋒面深度為 Z_2 。土壤含水量剖面亦假設為階梯函數型態, Z_2 潮濕鋒範圍內土壤含水量視為飽和以 θ_{s2} 表示, 潮濕鋒前緣其土壤初始含水量為 θ_2 , 含水量差值表示為 $\Delta\theta_2$, 潮濕鋒前緣之土壤壓力水頭值為 C_2 。

為計算入滲率, 以潮濕鋒位置為基準面, 其總水頭高度在 A 點地表與 B 點潮濕鋒位置分別表示為 H_A 及 H_B :

$$H_A = Z_1 + Z_2 + D_{02} - \Delta\theta_2 Z_2 \quad (5)$$

$$H_B = -C_2 \quad (6)$$

A 、 B 兩點間潮濕鋒範圍之水力梯度可表示為:

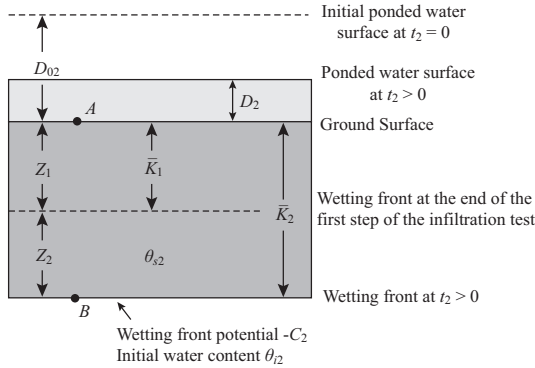


圖 2 連續落水頭入滲試驗模式示意圖

$$\frac{\Delta H}{\Delta Z} = 1 + \frac{C_2 + D_{02} - \Delta\theta_2 Z_2}{Z_1 + Z_2} \quad \dots\dots\dots (7)$$

根據達西定律，入滲速率 i 可表示為線性方程式型態：

$$\begin{aligned} i &= \Delta\theta_2 \frac{\Delta Z_2}{\Delta t_2} = \bar{K}_2 \left[1 - \Delta\theta_2 + \frac{C_2 + D_{02} + \Delta\theta_2 Z_1}{Z_1 + Z_2} \right] \\ &= A_2 + \frac{B_2}{Z_1 + Z_2} \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (8)$$

式(8)中 t_2 表示第二次落水頭入滲過程潮濕鋒面由 Z_1 深度至 Z_2 深度之運移時間， $\bar{K}_2$ 為潮濕鋒範圍內土壤之飽和水力傳導係數； $A_2 = \bar{K}_2(1 - \Delta\theta_2)$ 與 $B_2 = \bar{K}_2(C_2 + D_{02} + \Delta\theta_2 Z_1)$ 為第二次落水頭入滲過程潮濕鋒土壤特性常數。潮濕鋒土壤特性參數 A_2 與 B_2 中共有三個未知參數，分別為 $\bar{K}_2$ 、 $\Delta\theta_2$ 與 C_2 ，當利用含水量計量測獲得含水量差值 $\Delta\theta_2$ 時，由於模式假設含水量分布為階梯函數型態，因此潮濕鋒於任意第二次落水頭入滲時間 $t_2 > 0$ 過程中之運移深度，可經由地表積蓄水位之變化量關係式 $Z_1 + Z_2 = [(D_{01} - D_1)/\Delta\theta_1] + [(D_{02} - D_2)/\Delta\theta_2]$ 計算獲得；第二次落水頭過程之各時間點入滲率亦利用地表積蓄水位變化量 $(D_{02} - D_2)/t_2$ 關係式量測得知。當繪製入滲率 i 與潮濕鋒運移深度倒數 $1/(Z_1 + Z_2)$ 關係，線性迴歸估測所得之截距與斜率即分別代表土壤特性常數之 A_2 、 B_2 值，此時第二次落水頭入滲階段之水力傳導數值 $\bar{K}_2$ 與潮濕鋒前緣之土壤壓力

水頭值 C_2 則可分別由 $\bar{K}_2 = A_2/(1 - \Delta\theta_2)$ 與 $C_2 = (B_2/\bar{K}_2) - D_{02} - \Delta\theta_2 Z_1$ 兩關係式計算求得。

本研究將入滲理論延伸至連續落水頭入滲試驗 (multi-step falling-head infiltration test, MSFIT)，第 n 階段落水頭入滲率與潮濕鋒運移深度之線性方程一般式可表示如下：

$$\begin{aligned} i &= \Delta\theta_n \frac{\Delta Z_n}{\Delta t_n} = \bar{K}_n \left[1 - \Delta\theta_n + \frac{C_n + D_{0n} + \Delta\theta_n \sum_{j=1}^{n-1} Z_j}{\sum_{j=1}^n Z_j} \right] \\ &= A_n + \frac{B_n}{L_f} \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (9)$$

式(9)中 $\bar{K}_n$ 代表總體潮濕鋒範圍內之飽和水力傳導係數；於第 n 次落水頭入滲過程，地表積蓄水位高度經 t_n 時間由 D_{0n} 下降至 D_n 高度，水流入滲至土壤中產生之潮濕鋒面由 Z_{n-1} 運移至 Z_n 之深度，此分層之潮濕鋒面範圍土壤含水量為飽和以 θ_{sn} 表示，潮濕鋒前緣其土壤初始含水量為 θ_m ，含水量差值表示為 $\Delta\theta_n = \theta_{sn} - \theta_m$ ，潮濕鋒前緣之土壤壓力水頭值為 C_n 。 L_f 為各分層土壤系統之總厚度，表示為 $L_f = \sum_{j=1}^n Z_j$ 。參數 $A_n = \bar{K}_n(1 - \Delta\theta_n)$ 與

$B_n = \bar{K}_n \left(C_n + D_{0n} + \Delta\theta_n \sum_{j=1}^{n-1} Z_j \right)$ 為第 n 次落水頭入

滲過程潮濕鋒土壤特性常數。實際應用時，可藉由埋設土壤水分分層觀測裝置量測獲得各分層之土壤含水量差值 ($\Delta\theta_n$)，當土壤含水量差值資訊為已知時，總潮濕鋒運移深度可藉由各階段落水頭試驗之地表積蓄水位變化關係式 $L_f = \sum_{j=1}^n \frac{(D_{0j} - D_j)}{\Delta\theta_j}$ 予以累加獲得，各階段試驗過

程中之入滲率則依據不同時間點之地表積蓄水位變化量 $(D_{0n} - D_n)/t_n$ 計算求得。當繪製第 n 次落水頭入滲率 i 與潮濕鋒運移深度倒數 $1/L_f$ 關係，線性迴歸估測所得之截距與斜率即分別代表土壤特性常數之 A_n 、 B_n 值，總體潮濕鋒範圍之水力傳導係數值 $\bar{K}_n$ 與潮濕鋒前緣之土壤壓力水頭值 C_n 可分別由 $\bar{K}_n = A_n/(1 - \Delta\theta_n)$ 與

$C_n = (B_n / \bar{K}_n) - D_{0n} - \Delta\theta_n \sum_{j=1}^{n-1} Z_j$ 兩關係式計算求得。

考慮多層之土壤系統其總厚度為 L_f ，其飽和水力傳導係數為 $\bar{K}_n$ ，一維飽和垂直水流之水力傳導係數可表示為各分層之調和平均形式 (Childs and Bybordi, 1969; Freeze and Cherry, 1979; Schwartz and Zhang, 2003)，如式(10)所示：

$$\frac{1}{\bar{K}_n} = \frac{1}{L_f} \sum_{j=1}^n \frac{Z_j}{K_j} \quad \dots\dots\dots (10)$$

式(10)中 Z_j 為第 j 階段落水頭入滲產生之潮濕鋒分層厚度，其對應之分層水力傳導係數為 K_j 。本研究提出之 MSFIT 方法可用於估測潮濕鋒範圍內之飽和水力傳導係數值，每次落水頭入滲試驗皆可獲得不同潮濕鋒深度範圍之飽和水力傳導係數值 $\bar{K}_n$ ，因此各分層之飽和水力傳導係數值 K_j 可利用式(10)依序計算獲得。MSFIT 方法之落水頭次數決定了模式分層個數，各階段落水頭之地表積蓄水位變化量亦控制著相對應之分層厚度，因此較多之落水頭入滲次數與較小之地表積蓄水位變化量將增加模式水力傳導係數分布之解析度。

四、模式應用

本研究設計雙層土壤系統之室內砂箱試驗，藉以說明及應用連續落水頭入滲模式。試驗用之砂箱圓形管柱為壓克力所製，其管柱直徑為 28 公分，高為 70 公分，圓形管柱底部設置一開口與大氣流通，藉以提供入滲過程中孔隙氣體排出之途徑。異質性剖面之土壤介質設置，本研究選用粒徑大小 0.177 mm (80 目篩)及 0.149 mm (100 目篩)兩種質地之石英砂，首先將較細質地之 0.149 mm 乾燥石英砂緩緩填入砂箱管柱中，每當填入高度達 5 公分時即暫時停止填砂，爾後以橡膠錘均勻敲擊土表面使其壓密後再進行填土動作，如此反覆進行直到填滿至 40 公分高度；當較細質地 0.149 mm 之乾燥石英砂填滿 40 公分厚度時，隨即換填較粗質地之 0.177 mm 乾燥石英砂，每當填入高度達 5 公分時即暫時停止填砂，

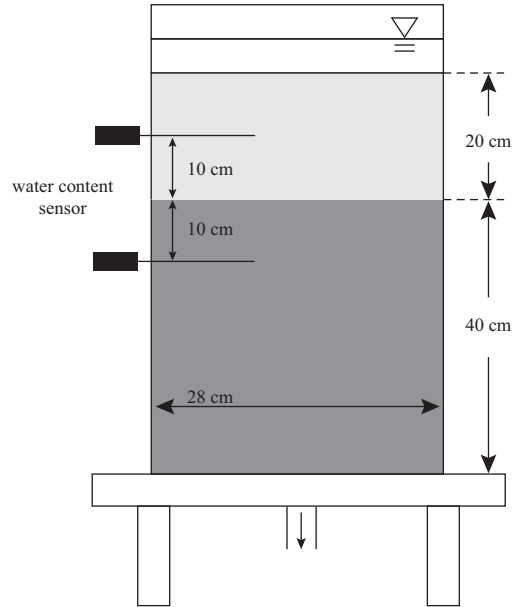


圖 3 砂箱試驗裝置示意圖

爾後亦以橡膠錘均勻敲擊土表面使其壓密後再進行填土動作，如此反覆進行直到填滿至 20 公分厚度即完成異質性剖面分布之設置。管柱中總土體高度為 60 公分，分別為上層粗質地 0-20 公分與下層細質地 20-60 公分兩部份所組成，砂箱管柱上端至石英砂表面保留 10 公分之空間以供試驗過程注水之用，砂箱裝置示意如圖 3 所示。

本研究利用 TRIME-PICO32 感測器(IMKO Micromodultechnik GmbH)量測體積含水量，實驗於距砂土表面 10 公分與 30 公分深度位置埋設含水量計(如圖 3 所示)，分別觀測上下兩層含水量隨時間之變化過程。當含水量感測器埋設完成後，即開始每 5 秒記錄 10 公分與 30 公分位置之含水量，並持續觀察記錄至入滲實驗完畢為止，三組獨立之連續落水頭入滲試驗各分層含水量之量測結果如表 1 所示。

當第一階段落水頭入滲試驗進行前，首先於砂土表面鋪上一層防水材質，待注水至預定水位高度後再快速抽離防水材質，隨即記錄水位高度並開始以碼錶計時，待水位降至距離砂土表面約 1 公分位置時則進行下一階段落水頭試驗之注水。連續落水頭入滲試驗進行過程中，需於土壤

表 1 三組砂箱試驗之各分層含水量觀測結果

	試驗一		試驗二		試驗三	
	分層 1 (0-20 cm)	分層 2 (20-60 cm)	分層 1 (0-20 cm)	分層 2 (20-60 cm)	分層 1 (0-20 cm)	分層 2 (20-60 cm)
初始含水量 (m^3/m^3)	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005	0.009
飽和含水量 (m^3/m^3)	0.323	0.317	0.317	0.302	0.303	0.296

表 2 三組砂箱試驗之各階段落水頭地表積蓄水位與入滲時間結果

落水頭試驗次數	試驗一				試驗二				試驗三			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
初始地表水位高 (cm)	4.3	5.0	5.0	5.2	4.2	5.3	5.2	5.0	4.2	5.1	5.3	5.2
最終地表水位高 (cm)	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1
各階段入滲時間 (s)	52	206	280	451	78	266	416	512	112	415	733	960

表面覆蓋可緩衝水流之物質，以減少水流直接沖擊砂土表面而產生擾動。表 2 為三組獨立砂箱試驗之各階段落水頭地表積蓄水位與入滲時間結果，各組實驗皆進行 4 次落水頭入滲試驗。比較各組試驗間之入滲時間關係，試驗三之總入滲時間為最長，原因與填埋砂土過程中較為壓密所致，此壓密程度亦可由表 1 中孔隙率值相對較其它兩組試驗為小而獲得佐證。

本研究以式(9)入滲率與潮濕鋒運移深度倒數之關係式為基礎，藉由線性迴歸所得之截距與斜率，分別求得不同階段落水頭入滲試驗之飽和水力傳導係數與土壤壓力水頭值。不同階段落水頭入滲過程中，入滲率乃依據量測所得之不同時間點之地表積蓄水位變化量 $(D_{0n} - D_n)/t_n$ 求得。各組砂箱試驗中之上下層建構皆以均質砂土埋填，各分層觀測所得之含水量變化量亦視為均質，因此潮濕鋒運移深度可根據理論入滲水量推估得知 $\sum_{i=1}^n \frac{(D_{0i} - D_i)}{\Delta \theta_i}$ 。三組獨立砂箱試驗之 4 次

落水頭入滲試驗資料線性迴歸結果如圖 4 所示，除了試驗三之第 2 次落水頭入滲資料外，三組試驗中各階段落水頭入滲資料大致呈現出良好之線性迴歸關係。檢視入滲過程發現試驗一中第 2 次落水頭入滲之末 2 筆資料，其水流已由上層粗砂進入下層之細砂，由於入滲率驟減而影響線性迴歸所得之相關係數；相同之情況亦發生於試驗二與試驗三中第 2 次落水頭入滲之末 3 筆資料。

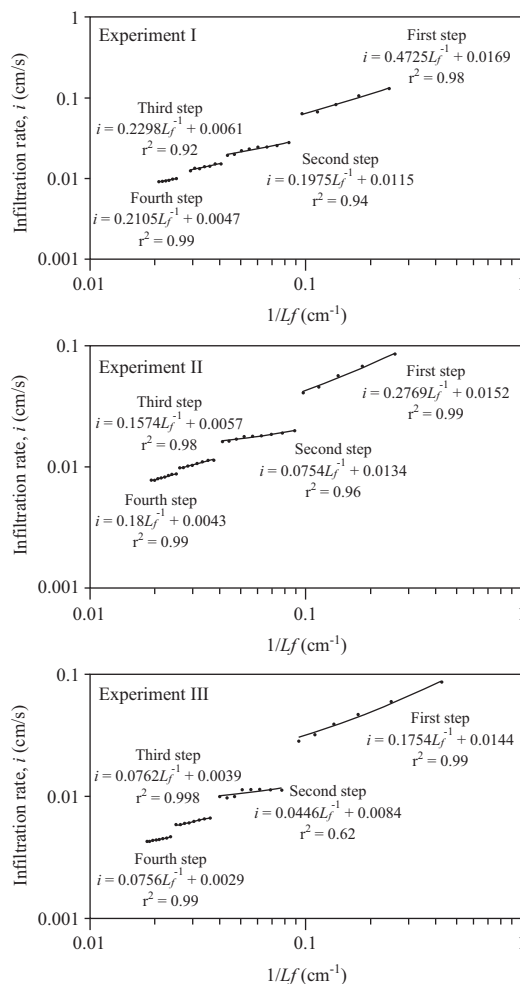


圖 4 三組砂箱試驗之各階段落水頭入滲資料之線性迴歸結果

表 3 三組試驗之不同落水頭入滲階段之飽和水力傳導係數與土壤壓力水頭估測結果

落水頭 試驗次數	試驗一			試驗二			試驗三		
	$\bar{K}$ (cm/s)	K (cm/s)	C (cm)	$\bar{K}$ (cm/s)	K (cm/s)	C (cm)	$\bar{K}$ (cm/s)	K (cm/s)	C (cm)
1	2.48×10^{-2} (0-10.38 cm)	2.48×10^{-2} (0-10.38 cm)	14.74	2.20×10^{-2} (0-10.26 cm)	2.20×10^{-2} (0-10.26 cm)	8.37	2.05×10^{-2} (0-10.74 cm)	2.05×10^{-2} (0-10.74 cm)	4.35
2	1.69×10^{-2} (0-23.02 cm)	1.34×10^{-2} (10.38-23.02 cm)	3.38	1.94×10^{-2} (0-24.27 cm)	1.79×10^{-2} (10.26-24.27 cm)	-4.62	1.19×10^{-2} (0-24.84 cm)	9.02×10^{-3} (10.74-24.84 cm)	-4.61
3	8.84×10^{-3} (0-35.88 cm)	4.77×10^{-3} (23.02-35.88 cm)	13.83	8.09×10^{-3} (0-38.17 cm)	4.01×10^{-3} (24.27-38.17 cm)	7.11	5.51×10^{-3} (0-38.82 cm)	2.91×10^{-3} (24.84-38.82 cm)	1.40
4	6.82×10^{-3} (0-48.74 cm)	4.16×10^{-3} (35.88-48.74 cm)	14.50	6.10×10^{-3} (0-51.73 cm)	3.60×10^{-3} (38.17-51.73 cm)	13.26	4.04×10^{-3} (0-54.11 cm)	2.32×10^{-3} (38.82-54.11 cm)	2.09

$\bar{K}$ ：潮濕鋒範圍之飽和水力傳導係數

K ：分層之飽和水力傳導係數

C ：土壤壓力水頭

圖 4 結果亦觀察到當進行下次落水頭入滲試驗時，入滲率呈現出陡降之現象，此差異於第 1、2 次落水頭入滲試驗間最為顯著，但隨著落水頭入滲次數增加入滲率之陡降情況將逐漸減少。當不同階段落水頭入滲試驗進行時，注水過程因地表積蓄水位增加而造成瞬時入滲率增加，不同落水頭試驗階段間之入滲率理應呈現跳升而非陡降之情況；然而本研究入滲率係以平均入滲率計算獲得，即同一落水頭試驗階段中各點資料皆以 $t = 0$ 為基準起始時間點，因此入滲率呈現出隨時間單調遞減之現象。

根據式(9)之定義，圖 4 中不同階段落水頭入滲資料迴歸分析所得之截距(A_n)與斜率(B_n)分別代表 $A_n = \bar{K}_n(1 - \Delta\theta_n)$ 與 $B_n = \bar{K}_n \left(C_n + D_{0n} + \Delta\theta_n \sum_{j=1}^{n-1} Z_j \right)$ 兩關係式，各分層含水量變化 ($\Delta\theta_n$) 為量測之已知值，且各階段落水頭入滲之初始地表積蓄水位高度 (D_{0n}) 亦為已知，因此各階段代表之飽和水力傳導係數 ($\bar{K}$) 與土壤壓力水頭 (C) 可藉由 $\bar{K}_n = A_n / (1 - \Delta\theta_n)$ 與 $C_n = (B_n / \bar{K}_n) - D_{0n} - \Delta\theta_n \sum_{j=1}^{n-1} Z_j$ 關係式計算獲得，如表 3 所示。三組試驗中相同落水頭次數估測所得之 $\bar{K}$ 值皆相近，且 $\bar{K}$ 值由上至下皆呈現出遞減之分布，此分布型態與砂箱管柱中上粗下細之質地分布情形一致。根據 Elrick *et al.* (2002) 與 Bagarello *et al.* (2006) 之研究

結果指出水力傳導係數於入滲試驗估測上較為穩定，即土壤壓力水頭參數於入滲過程中敏感度變化明顯高於水力傳導係數，因此試驗二與試驗三中第 2 階段之土壤壓力水頭之負值可能為參數敏感所致。然而土壤壓力水頭參數於入滲過程中敏感度變化明顯高於水力傳導係數，亦可由本研究提出之模式估測參數計算式獲得佐證，本研究對於 $\bar{K}$ 值估測只需要迴歸式之截距與含水量差 $\Delta\theta_n$ 資訊即可計算求得；然而 C 值估測除了需考慮迴歸式之斜率與含水量差值，地表初始積蓄水位與 $\bar{K}$ 值資訊亦必須得知，因此 $\bar{K}$ 於入滲試驗估測上較參數 C 穩定。由於負值之土壤壓力水頭估測結果只出現於試驗二與試驗三之第 2 階段落水頭過程，此階段落水頭試驗水流通過了不同質地之層間，是否因上下層 $\bar{K}$ 值差異超過其臨界值而導致負值估測結果仍需進一步之研究。

表 3 中各階段落水頭試驗估測所得之飽和水力傳導係數 $\bar{K}$ ，主要代表地表至特定潮濕鋒深度範圍，一維飽和垂直水流下之 $\bar{K}$ 為各分層調和平均總和，藉由式(10)即可逐步計算獲得各分層之飽和水力傳導係數 K 。由於各組獨立試驗間之含水量與地表積蓄水位差值條件不盡相同，估測值 $\bar{K}$ 之代表範圍亦有所差異。第 1 次落水頭入滲試驗估測所得之 K 值介於 2.05×10^{-2} 至 2.48×10^{-2} cm/s 間，其代表範圍皆屬於上層之粗質地砂土，三組獨立試驗間之第 1 次落水頭估

表 4 MSFIT 方法與採樣分析之飽和水力傳導係數(cm/s)之基本統計資料

統計值	MSFIT		Constant head (core samples)	
	粒徑大小 0.177 mm	粒徑大小 0.149 mm	粒徑大小 0.177 mm	粒徑大小 0.149 mm
最小值	1.82×10^{-2}	2.32×10^{-3}	1.84×10^{-2}	2.57×10^{-3}
最大值	2.48×10^{-2}	4.77×10^{-3}	2.22×10^{-2}	3.49×10^{-3}
算術平均值 ⁺	2.13×10^{-2}	3.63×10^{-3}	1.98×10^{-2}	2.98×10^{-3}
幾何平均值 ⁺⁺	2.12×10^{-2}	3.53×10^{-3}	1.97×10^{-2}	2.97×10^{-3}
變異係數, %	10.08	24.53	7.88	11.50

⁺Arithmetic mean values of MSFIT and core sample are not significantly different at 0.05 probability level.

⁺⁺Geometric mean values of MSFIT and core sample are not significantly different at 0.05 probability level.

測值相近。第 2 次落水頭入滲試驗估測所得之分層 K 值範圍介於 9.02×10^{-3} 至 1.79×10^{-2} cm/s，由於範圍包含局部之下層細質地砂土，因此分層 1、2 間估測值差異明顯較大。於第二次落水頭試驗中，試驗一中之末 2 筆資料與試驗二、三中之末 3 筆資料，由於水流已屬於下層細砂之範疇，驟減之入滲率使得線性迴歸式呈現較大斜率及較小截距之情況，此效應可藉由線性迴歸過程中忽略這些末端資料點而獲得校正。校正所得之第 2 次落水頭試驗於試驗一、試驗二及試驗三之 $\bar{K}$ 值估測結果分別為 2.12×10^{-2} cm/s (0-19.81 cm)、 2.11×10^{-2} cm/s (0-19.23 cm) 及 1.82×10^{-2} cm/s (0-19.63 cm)，校正後各組試驗 $\bar{K}$ 之代表範圍皆為上層之粗質地砂土。對於相同材質之粗質地砂土，第 1 階段落水頭試驗估測值 $\bar{K}$ 與第 2 階段落水頭試驗校正估測值 $\bar{K}$ 結果亦為相似。針對下層細質地砂土估測結果，分層 3 及分層 4 其估測值 K 範圍為 2.32×10^{-3} 至 4.77×10^{-3} cm/s，由表 1 孔隙率值結果可知試驗三之砂土壓密程度較高，因而估測所得之 K 亦較小。整體而言三組試驗中各分層估測結果可明顯區別出二種類型質地，本研究 MSFIT 估測所得之飽和水力傳導係數分布可反應出實際砂箱管柱中上粗下細之質地分布情況。

為驗證模式之正確性，本研究首先將連續落水頭入滲模式結果與定水頭試驗量測結果相互比較。當各組砂箱試驗之連續落水頭入滲試驗結束時，立即進行定水頭入滲試驗並量測其穩態入滲率，試驗一、試驗二與試驗三之定水頭試驗量測結果分別 5.95×10^{-3} 、 4.30×10^{-3} 與

2.65×10^{-3} cm/s；相較於各組試驗之第 4 次落水頭入滲估測所得之 $\bar{K}$ ，定水頭入滲試驗量測皆獲得較小之飽和水力傳導係數值。定水頭入滲試驗量測所得之飽和水力傳導係數主要代表整個砂箱管柱土體(0-60 cm)範圍，其包含區域皆大於落水頭入滲估測代表範圍(試驗一：0-48.74 cm；試驗二：0-51.73 cm；試驗三：0-54.11 cm)，由於包含較多之細材質砂土範圍，導致相同砂箱設置下定水頭試驗估測值均較小。相較於傳統之定水頭入滲試驗方法，本研究 MSFIT 方法可有效提供不同深度下之水力傳導係數值分布剖面資訊。

除了相同砂箱設置之定水頭試驗外，本研究亦利用金屬環採取粒徑大小 0.177 mm 與 0.149 mm 之樣品，藉由室內透水試驗量測飽和水力傳導係數，以驗證 MSFIT 方法之正確性。採樣用金屬環直徑與高度分別為 8.5 cm 與 6.0 cm，於粒徑大小 0.177 mm 及 0.149 mm 各採取 6 個樣品，總計 12 個樣品進行室內定水頭試驗分析。樣品分析結果如表 4 所示，粗質地砂土(0.177 mm)飽和水力傳導係數介於 1.84×10^{-2} 至 2.22×10^{-2} cm/s 間，其算術平均(arithmetic mean)與幾何平均(geometric mean)分別為 1.98×10^{-2} cm/s 與 1.97×10^{-2} cm/s；細質地砂土(0.149 mm)之飽和水力傳導係數範圍為 2.57×10^{-3} 至 3.49×10^{-3} cm/s，其算術平均(arithmetic mean)與幾何平均(geometric mean)則分別為 2.98×10^{-3} cm/s 與 2.97×10^{-3} cm/s。表 4 中 MSFIT 模式之粗質地砂土(0.177 mm)資料處理上，主要以各組試驗之第 1 階段落水頭試驗估測值 $\bar{K}$ 與第 2 階段落水頭試驗校正估測值 $\bar{K}$ 結果進行統計分析；而細質地砂

土(0.149 mm)則以各組試驗所得之分層 3 與分層 4 估測值 K 進行統計分析。MSFIT 統計分析結果顯示粗質地砂土(0.177 mm)飽和水力傳導係數介於 1.82×10^{-2} 至 2.48×10^{-2} cm/s 間，其算術平均(arithmetic mean)與幾何平均(geometric mean)分別為 2.13×10^{-2} cm/s 與 2.12×10^{-2} cm/s；細質地砂土(0.149 mm)之飽和水力傳導係數範圍為 2.32×10^{-3} 至 4.77×10^{-3} cm/s，其算術平均(arithmetic mean)與幾何平均(geometric mean)則分別為 3.63×10^{-3} cm/s 與 3.53×10^{-3} cm/s。

比較表 4 中 MSFIT 模式與採樣分析之統計值，兩方法對於粗質地與細質地砂土之飽和水力傳導係數皆有相似之估測值範圍。雖然平均值顯示採樣分析之飽和水力傳導係數量測結果略低於 MSFIT 模式估測結果，但 T 檢定(t -test)結果指出 MSFIT 模式估測值與砂土採樣量測值間並無顯著差異($P > 0.05$)。比較 MSFIT 模式估測值與砂土採樣量測值間之變異係數(Coefficient of variation)，粗質地砂土(0.177 mm)之 factor 為 1.28 ($10.08/7.88 = 1.28$)，細質地砂土(0.149 mm)之 factor 為 2.13 ($24.53/11.50 = 2.13$)；諸多文獻研究(Reynolds and Zebchuk, 1996; Elrick *et al.*, 2002; Bagarello *et al.*, 2004)皆以 factor 值 2 或 3 做為飽和水力傳導係數之估測可接受誤差範圍，因此本研究提出之 MSFIT 方法不僅可估算獲得合理之飽和水力傳導係數值，亦可提供不同深度之水力傳導係數分布資訊。

五、結 論

1. 本研究發展之連續落水頭入滲試驗方法可用以估測不同深度之水力傳導係數剖面，相較於傳統入滲試驗方法，只需要在欲觀測深度下埋設含水量計即可操作。模式延伸 Philip 單次落水頭試驗至連續落水頭入滲試驗，推導獲得多層土壤系統入滲解析解，較多次數之落水頭入滲試驗與較小之地表積蓄水位變化量皆可提升模式水力傳導係數分布之解析度。
2. 本研究將連續落水頭入滲模式應用於三組獨立之砂箱試驗中，並以相同試驗設置之定水頭入滲試驗與金屬環採樣分析結果驗證模式之正確

性。MSFIT 模式估測所得之飽和水力傳導係數由於含括較少之細質地砂土範圍，因此估測值略高於定水頭入滲試驗結果。統計分析結果指出 MSFIT 與採樣分析之飽和水力傳導係數值，無論於粗質地砂土或細質地砂土之結果皆無顯著差異($P > 0.05$)，且模式估測結果可有效表現出相同於砂箱土壤介質分布之遞減趨勢。

3. 本研究提出 MSFIT 方法只需埋設含水量計，即可有效提供不同深度下之水力傳導係數值分布剖面資訊。相較於利用傳統入滲試驗調查水力傳導係數異質性分布，可避免因逐步挖除地表土壤而造成之大範圍擾動；對於現地水源不足或淺層孔隙介質透水性高之環境下，MSFIT 方法更能突顯出優勢。

致 謝

本文承蒙國科會研究計畫(計畫編號：NSC 98-2923-M-006-002-MY3)與財團法人中興工程顧問社(計畫編號：TG10209-K)之經費補助，謹致謝忱。

參考文獻

1. 陳進發，2002，「未飽和層土壤水平衡模式解析及其應用之研究」，國立成功大學資源工程學系博士論文。
2. Bagarello, D. E. Elrick, M. Iovino, and A. Sgroi. 2006. A laboratory analysis of falling head infiltration procedures for estimating the hydraulic conductivity of soils. *Geoderma* 135: 322-334.
3. Bagarello, V., M. Iovino, and D. Elrick. 2004. A simplified falling-head technique for rapid determination of field-saturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68: 66-73.
4. Charbeneau, R. J. and R. G. Asgian. 1991. Simulation of the transient soil water content profile for a homogenous bare soil. *Water Resour. Res.* 27(6): 1271-1279.
5. Childs, E. C. and M. Bybordi. 1969. The vertical movement of water in stratified porous material 1. Infiltration. *Water Resour. Res.* 5: 446-459.

6. Corradini, C., F. Melone, and R. E. Smith. 1994. Modeling infiltration during complex rainfall sequences. *Water Resour. Res.* 30: 2777-2784.
7. Elrick, D. E., G. W. Parkin, W. D. Reynolds, and D. J. Fallow. 1995. Analysis of early-time and steady state single-ring infiltration under falling head conditions. *Water Resour. Res.* 31: 1883-1894.
8. Elrick, D. E., R. Angulo-Jaramillo, D. J. Fallow, W. D. Reynolds, and G. W. Parkin. 2002. Analysis of infiltration under constant head and falling head conditions. pp. 47-53. *In* P.A.C. Raats *et al.* (ed.) *Environmental mechanics: Water, mass and energy transfer in the biosphere*. Geophysical Monograph Series, Vol. 129. AGU, Washington, DC.
9. Fallow, D. J., D. E. Elrick, W. D. Reynolds, N. Baumgartner, and G. W. Parkin. 1994. Field measurement of hydraulic conductivity in slowly permeable materials using early-time infiltration measurements in unsaturated media. *In* *Hydraulic conductivity and waste contaminant transport in soil*, ASTM STP 1142, ed. D. E. Daniel and S. J. Trautwein, 375-389. Philadelphia: ASTM.
10. Flerchinger, G. N., F. J. Walts, and G. L. Bloomsburg. 1988. Explicit solution to Green-Ampt equation for nonuniform soils. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*. 114(3): 561-565.
11. Fok, Y. S. 1970. One-dimensional infiltration into layered soils. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*. 96(2): 121-129.
12. Freeze, R. A. and J. A. Cherry. 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall.
13. Green, W. H. and G. A. Ampt. 1911. Studies on soil physics, I, Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.* 4(1): 1-24.
14. Guyonnet, D., N. Amraoui, and R. Kara. 2000. Analysis of transient data from infiltrometer tests in fine-grained soils. *Ground Water* 38: 396-402.
15. Haverkamp, R., J. Y. Parlange, J. L. Starr, Schmitz, and C. Fuentes. 1990. Infiltration under ponded conditions, III: A predictive equation based on physical parameters. *Soil Sci.* 149(5): 292-300.
16. Kacimov, A. R., S. Al-Ismaily, and A. Al-Maktoumi. 2010. Green-Ampt One-Dimensional Infiltration from a Ponded Surface into a Heterogeneous Soil. *J. Irrig. And Drain. Eng.* 136(1): doi:10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000121.
17. Liu, J., J. Zhang, and J. Feng. 2008. Green-Ampt Model for Layered Soils with Nonuniform Initial Water Content Under Unsteady Infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72(4): 1041-1047.
18. Loaiciga, H. A. 2007. Approach to control the depth of water in basin irrigation and wetland flooding. *J. Irrig. And Drain. Div.*, 135(5): 500-504.
19. Mailloux, B. J., M. E. Fuller, T. C. Onstott, J. Hall, H. Dong, A. J. Beavis, M. DeFlaun, R. K. Rothmel, S., H. Streger, M. De J. Green, D. J. P. Swift, Susan Hubbard, and J. Chen. 2003. The role of physical, chemical, and microbial heterogeneity on the field-scale transport and attachment of bacteria. *Water Resour. Res.* 39(6): doi:10.1029/2002WR001591.
20. Moore, I. D. 1981. Infiltration equation modified for subsurface effects. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*. 107(2): 71-86.
21. Odell, B. P., P. H. Groenevelt, and D. E. Elrick. 1998. Rapid determination of hydraulic conductivity in clay liners by early-time analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 56-62.
22. Ogden, F. L. and B. Saghaian. 1997. Green and Ampt infiltration with redistribution. *J. Irrig. Drain. Eng.* 123(5): 386-393.
23. Parlange, J. Y. 1971. Theory of water movement in soils 1. One-dimensional absorption. *Soil Sci.* 111: 134-137.

24. Philip, J. R. 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*. 84(3): 257-264.
25. Philip, J. R. 1987. The infiltration joining problem. *Water Resour. Res.* 23(12): 2239-2245.
26. Philip, J. R. 1992a. Falling Head Pondered Infiltration. *Water Resour. Res.* 28: 2147-2148.
27. Philip, J. R. 1992b. What happens near a quasi-linear point source?. *Water Resour. Res.* 28: 47-52.
28. Philip, J. R. 1993. Variable-head pondered infiltration under constant or variable rainfall. *Water Resour. Res.* 29(7): 2155-2165.
29. Reynolds, W. D. and W. D. Zebchuk. 1996. Hydraulic conductivity in a clay soil: Two measurement techniques and spatial characterization. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 1679-1685.
30. Schwartz, F. W. and H. Zhang. 2003. *Fundamentals of Ground Water*. John Wiley & Sons, Inc.
31. Struthers, I., C. Hinz, and M. Sivapalan. 2006. A multiple wetting front gravitational infiltration and redistribution model for water balance applications. *Water Resour. Res.* 42(6): doi: 10.1029/2005WR004482.
32. Swartzendruber, D. 1987. A quasi-solution of Richards' equation for the downward infiltration of water into soil. *Water Resour. Res.* 23: 809-817.
33. Warrick, A. W. 2003. *Soil Water dynamics*. New York, Oxford University.
34. Zeleke, T. B. and B. C. Si. 2005. Parameter estimation using the falling head infiltration model: Simulation and field experiment. *Water Resour. Res.* 41(2): W02027, doi: 10.1029/2004WR003407.

收稿日期：民國 100 年 11 月 1 日

修正日期：民國 100 年 11 月 16 日

接受日期：民國 100 年 11 月 21 日